

LA SEDIMENTACIÓN CARBONATADA DEL LÍAS EN LA TRANSVERSAL DE VÉLEZ RUBIO (SUBBÉTICO INTERNO)

B.Andreo (1), M.García-Hernández (1), A.Martín-Algarra (1), J.Rey (1,2) y J.A.Vera (1).

(1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología.- Facultad de Ciencias.- Universidad. 18071.- GRANADA.

(2) Escuela Universitaria Politécnica.- LINARES 23700 (Jaén)

RESUMEN

El Lías del Subbético Interno en la transversal de Vélez Rubio se ha subdividido en tres secuencias deposicionales, J.1, J.2 y J.3. Las dos primeras, de edad Lías inferior y medio respectivamente, forman parte de la Formación Gavilán y están integradas por una potente sucesión carbonatada de aguas someras. La secuencia J.3 aparece sólo localmente, por debajo de una potente formación de calizas oolíticas del Dogger. La secuencia J.1 se depositó en una amplia plataforma pericontinental que rodeaba al continente ibérico. Su techo está determinado por una discontinuidad estratigráfica intrasinemuriense, originada a consecuencia de una fracturación y una caída eustática. Ello determinó que el área estudiada se individualizara como un banco de tipo bahamiano, en el que se depositó la secuencia J.2, y que estaba separado de la plataforma pericontinental situada al N por una zona más profunda con sedimentación hemipelágica. El techo de la Fm. Gavilán coincide con otra discontinuidad estratigráfica, de edad carixiense, que se debió a un segundo y más importante evento tectónico, también asociado a una caída del nivel del mar, a consecuencia del cual se produjo la diferenciación en surcos y umbrales en el Paleomargen Sudibérico. Durante el Lías superior sólo se depositaron delgados y discontinuos sedimentos, de facies variables entre continentales y hemipelágicas, que frecuentemente rellenan diques neptúnicos. Finalmente, al inicio del Dogger y después de la formación de una nueva superficie de discontinuidad, el área pasó de nuevo a constituir un banco carbonatado, en el que se depositaron sobre todo facies oolíticas.

Palabras clave: Plataformas carbonatadas, Secuencias deposicionales, Liásico, Subbético, Discontinuidad intrasinemuriense.

ABSTRACT

The Lias of the Internal Subbetic in the Velez Rubio area can be subdivided in three depositional sequences, J.1, J.2 and J.3. Sequences J.1 and J.2 have been included in the Gavilan Formation and are formed by a very thick succession of shallow water carbonates of Lower and Middle Lias age, respectively. The sequence J.3 has been found locally, below a thick oolitic limestone formation of the Dogger. The Lower Liassic Sequence (J.1) was deposited in a very wide pericontinental platform that bordered the Iberian continent. Its top coincides with an intrasinemurian stratigraphic discontinuity surface which was formed as a consequence of a first phase of rifting and of sea level fall. Because of this event the studied area became a bahamian-type isolated bank where the sequence J.2 was deposited. This bank was separated from the pericontinental platform situated to the North by a seaway where hemipelagic facies were deposited. The top of the Gavilan Fm. coincides with a stratigraphic discontinuity surface of Carixian age, which was related with a second and more important rifting phase, also connected with a sea level fall. This event caused the paleogeographic differentiation in troughs and swells in the South Iberian Paleomargin. Above this surface only very thin and lacunose, continental to hemipelagic deposits of the Upper Liassic are present: they frequently appear as paleokarst fillings and neptunian dykes. Finally, after a third discontinuity surface, a new shallow water carbonate bank with predominantly oolitic sedimentation was formed at the beginning of the Dogger.

Key words: Carbonate platforms, Depositional Sequences, Liassic, Subbetic, Intrasinemurian discontinuity.

Andreo,B, García-Hernández,M., Martín-Algarra,A., Rey,J. y Vera, J.A. (1991): La sedimentación carbonatada del Lias en la transversal de Vélez Rubio (Subbético interno). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 165-178.

Andreo,B, García-Hernández,M., Martín-Algarra,A., Rey,J. and Vera,J.A. (1991): The Liassic carbonate sedimentation in the Vélez Rubio transversal (Internal Subbetic). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 165-178.

1. INTRODUCCIÓN

En el Subbético Interno del sector oriental de la Cordillera Bética, al norte de Vélez Rubio (Fig.1), existen extensos afloramientos de materiales del Lías. Estos materiales, estudiados inicialmente por Fallot (1945), han sido englobados en la Formación Gavilán, definida más al Norte por Van Veen (1969), y presentan facies muy peculiares y variables entre puntos cercanos: por ello han suscitado repetidamente el interés de los geólogos (Geel, 1973; Turnsek *et al.*, 1975; De Clerq *et al.*, 1975; Seyfried, 1978; Baena, 1972; Baena *et al.*, 1977, 1979a, 1979b). Se depositaron en una gran plataforma carbonatada, somera y de características bastante uniformes, que se implantó sobre las facies costeras del Keuper al inicio del Jurásico y que ocupó las Zonas Externas béticas (Azéma *et al.*, 1979). Dicha plataforma perduró en la mayor parte de los puntos hasta el Carihense, y a partir de esta edad se comenzó a desintegrar por fracturación (*rifting*). Ello determinó el cese de la sedimentación carbonatada de aguas someras y el inicio del depósito de sedimentos pelágicos (García-Hernández *et al.*, 1976, 1980). Sin embargo, en el sector central de la Cordillera, se ha puesto de manifiesto recientemente que, en algunos puntos, el inicio de la fracturación de la plataforma y la entrada de las facies pelágicas aconteció algo antes, durante el Sinemuriense, según se deduce de la existencia de apreciables variaciones de facies en los materiales del Lías inferior y del estudio detallado de las discontinuidades estratigráficas existentes en las sucesiones liásicas de ciertas regiones subbéticas (García-Hernández *et al.*, 1986-1987).

En el sector de Vélez Rubio, la variedad de facies existente en la Formación Gavilán, en contraposición con la relativa uniformidad reconocible en otros sectores, así como la existencia de discontinuidades estratigráficas en su seno (Andreo, 1990), parece determinada por esta etapa de fracturación sinemuriense. Se inició en esta edad la diferenciación del Subbético Inter-

no como dominio paleogeográfico independiente de otros dominios subbéticos, en la forma de bancos carbonatados aislados y rodeados por áreas más deprimidas con sedimentación hemipelágica.

Con este trabajo se pretende, en primer lugar, realizar un análisis e interpretación de los diferentes tipos de facies existentes en los terrenos liásicos del Subbético Interno de la transversal de Vélez Rubio, y de las relaciones espacio-temporales entre ellas. En segundo lugar, establecer las secuencias deposicionales del Jurásico inferior. Por último, precisar la evolución paleogeográfica del Subbético Interno Oriental durante el Lías.2.

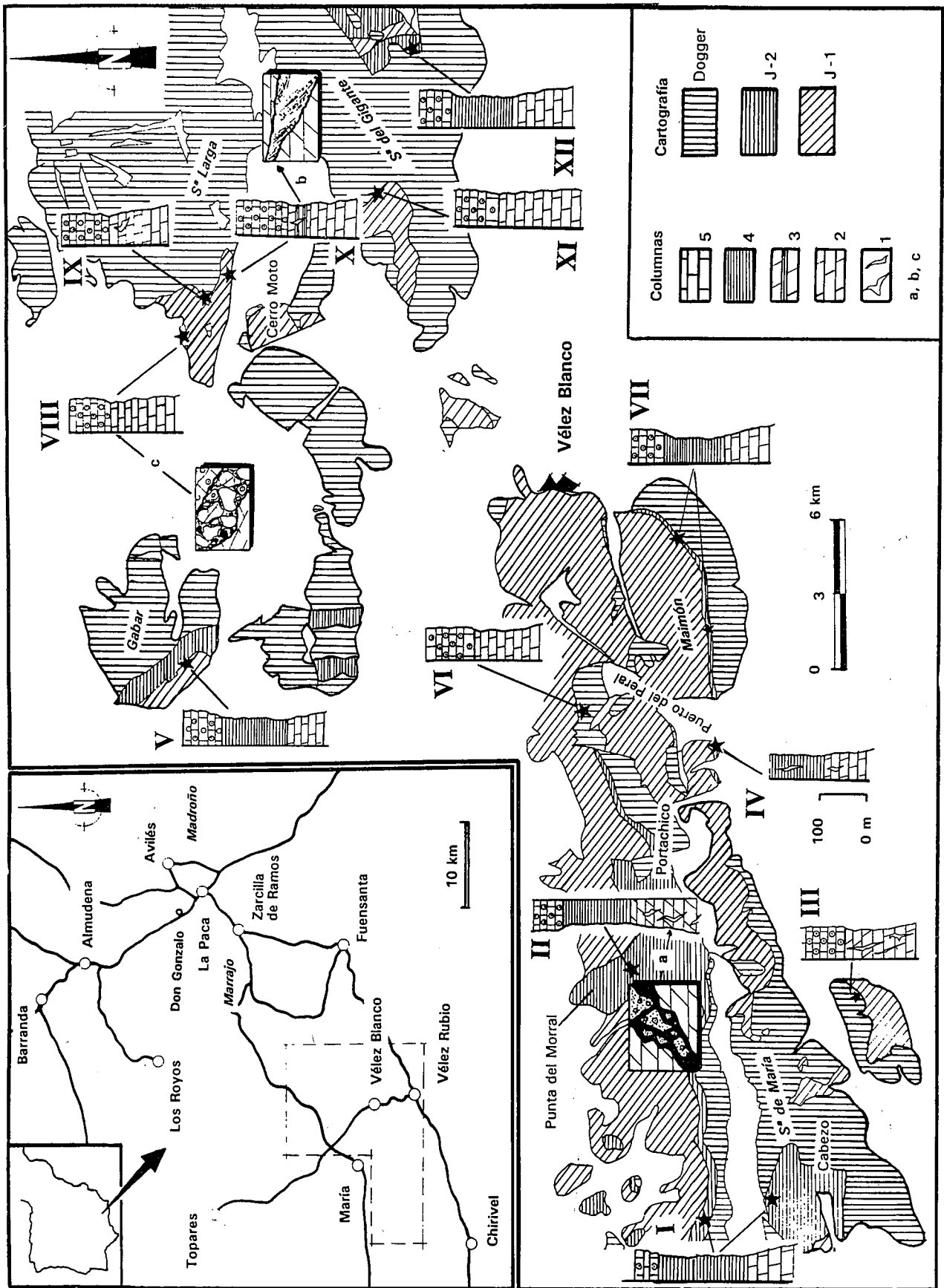
2. ANÁLISIS DE FACIES DE LA FORMACIÓN GAVILÁN

En el estratotipo de la Formación Gavilán Van Veen (1969) diferenció tres miembros: uno inferior dolomítico, constituido por sedimentos laminados por algas; otro intermedio formado por calizas "pseudooolíticas"; y un tercero, y superior, de calizas de criónides. En el sector del Maimón, estudiado en este trabajo (Fig.1), el primer miembro fue incluido por Geel (1973) en una formación independiente que denominó Formación Vélez Blanco, mientras que el segundo miembro no presenta las características de la sección tipo sino que está constituido esencialmente por calizas de "Lithiotis". Estas últimas fueron asignadas por esta autora al miembro inferior ("Lower Calcilitite Member") de su Formación Maimón, que está mayoritariamente integrada por calizas oolíticas del Dogger. En un trabajo posterior, De Clerq *et al.* (1975) redefinieron la estratigrafía del sector de Vélez Rubio e incluyeron en la Fm. Gavilán a la Fm. Vélez Blanco y al miembro inferior de la Fm. Maimón.

Como más adelante se discute (cf. ap. 3), en este trabajo se ha constatado que en el Subbético Interno de la región de Vélez Rubio existe una discontinuidad

Fig. 1.-Esquema geológico del Jurásico del Subbético Interno de la transversal de Vélez Rubio y columnas estratigráficas sintéticas de los materiales del Lías y de la base del Dogger. *Leyenda del mapa:* J.1, J.2 y Dg: secuencias deposicionales del Lías inferior (J.1), del Lías medio (J.2) y del Dogger (Dg). *Leyenda de las columnas:* 1: Diques neptúnicos. 2: Tramo dolomítico del miembro inferior de la Fm. Gavilán (secuencia deposicional J.1). 3: Tramo calizo del miembro inferior de la Fm. Gavilán (secuencia deposicional J.1). 4: Miembro intermedio de calizas de "Lithiotis" de la Fm. Gavilán (secuencia deposicional J.2). 5: Calizas oolíticas del Dogger. En los recuadros adyacentes a las columnas (a,b,c) se muestran detalles de diques neptúnicos reconocidos en el interior del Miembro inferior de la Fm. Gavilán y rellenos por calizas rojas y amarillentas (a) y por lumaquelas de braquiópodos (b), y de una brecha de cantos de dolomía con matriz de calizas de filamentos, situada entre las dolomías del Lías inferior y las calizas oolíticas de Dogger (c). *Coordenadas UTM del muro/techo de las columnas estratigráficas estudiadas:* I: 645695/645699. II: 700694/701715. III: 683665/683663. IV: 743693/743695. V: 759779/765830. VI: 755718/755722. VII: 784697/783698. VIII: 832797/834795. IX: 835794/836796. X: 845788/847791.

Fig. 1.-Geologic sketch map of the Jurassic of the Internal Subbetic in the Velez Rubio area, and synthetic stratigraphic columns of the Lias and the base of the Dogger. *Legend of the map:* J.1, J.2 and Dg: depositional sequences of the Lower Lias (J.1), Middle Lias (J.2) and Dogger (Dg). *Legend of the columns:* 1: Neptunian dykes. 2: Dolostones of the Lower member of the Gavilan Fm. (depositional sequence J.1). 3: Limestones of the Lower member of the Gavilan Fm. (depositional sequence J.1). 4: Intermediate member of "Lithiotis" limestones of the Gavilan Fm. (depositional sequence J.2). 5: Oolitic limestones of the Dogger. Details of neptunian dyke fillings observed within the Lower Member of the Gavilan Fm., made up of red and yellowish limestones (a) and brachiopod limestones (b), and of a breccia situated between the Lower Lias dolostones and the oolitic limestones of the Dogger, made up of dolostone clasts and filament limestone matrix (c), are shown squared close by the columns (a,b,c). *UTM coordinates of the bottom/top of the studied stratigraphic columns:* I: 645695/645699. II: 700694/701715. III: 683665/683663. IV: 743693/743695. V: 759779/765830. VI: 755718/755722. VII: 784697/783698. VIII: 832797/834795. IX: 835794/836796. X: 845788/847791.



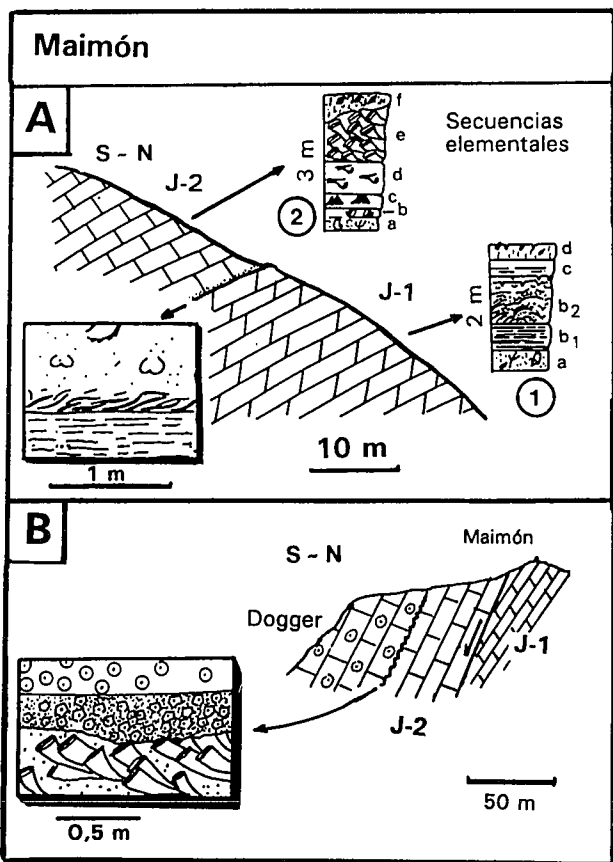


Fig. 2.-Cortes estratigráficos del contacto Lías-Dogger en el área del Maimón. A: Al E del Maimón Grande (mismo punto que la columna VII de la Fig. 1), y secuencias elementales reconocidas en el Miembro inferior (1) e Intermedio (2) de la Fm Gavilán (2); detalles en el texto. B: Al S del Maimón Grande. *Leyenda común para las figuras 2, 3, 4 y 5: J.1, J.2, J.3 y Dg*: secuencias deposicionales del Lías inferior, medio y superior, y Dogger, respectivamente. **D1, D2 y D3**: discontinuidades del Lías inferior (intrasinemuriense), del Lías medio (carixiense) y del Límite Lías-Dogger, respectivamente. 1: Dolomías y, localmente hacia el techo, calizas de la secuencia deposicional **J.1**. 2: Calizas de "Lithiotis" (secuencia deposicional **J.2**). 3: Calizas con sílex del Lías medio (secuencia deposicional **J.3**). 4: Calizas oolíticas del Dogger. 5: Calizas con sílex y margocalizas alternantes del Cerro de La Paca (Secuencia deposicional **J.2**). 6: Brechas. 7: Hemipelagitas (calizas espiculíticas del Gabar: secuencia deposicional **J.3**). 8: Ritmita de margas y margocalizas del Cerro de La Paca (secuencia deposicional **J.3**). 9: Calcarenitas de crinoides. 10: Diques neptúnicos, 11: Fondo duro. 12: Estratificación cruzada. 13: Laminitas criptalgales. 14: Estromatolitos. 15: Grietas de desecación. 16: Cantos negros. 17: Algas dasycladáceas. 18: Foraminíferos bentónicos. 19: Gasterópodos. 20: *Mytilus*. 21: *Gervilleio-perna*. 22: *Lithioperna*. 23: Lamelibranchios indiferenciados. 24: Ostrácodos. 25: Crinoides. 26: *Zoophycos*. 27: Belemnites. 28: Filamentos.

estratigráfica de importancia regional, de edad sinemuriense, entre el miembro inferior y el intermedio de la Fm. Gavilán, discontinuidad que permite distinguir dos secuencias deposicionales diferentes dentro de dicha formación. Por otra parte, las calizas de "Lithiotis" presentan un considerable desarrollo en la mayor parte de los cortes estudiados en este trabajo, constituyen una unidad litoestratigráfica cartografiable a escala 1:50.000, ocupan siempre posiciones estratigráficas equivalentes a las del miembro intermedio del corte tipo de la Formación Gavilán e, incluso, aparecen interestratificadas entre facies "pseudo-oolíticas" en ciertos sectores (Cabezo, al W de la Sierra de María). Por último, aunque el miembro superior está escasamente representado en la mayoría de las secciones estudiadas en este trabajo, dentro y fuera del área estudiada puede constatar que las calizas de crinoides aparecen localmente lateral y verticalmente relacionadas mediante contactos graduales con las facies de "Lithiotis". Estos hechos obligan a replantearse la nomenclatura estratigráfica hasta ahora utilizada para los terrenos del Lías del Subbético Interno de la región de Vélez Rubio, dado que, de acuerdo con las tendencias más recientes de la Estratigrafía, no es recomendable que los límites entre unidades litoestratigráficas atraviesen superficies de discontinuidad, debidas a la actuación de eventos paleogeográficos de significación regional o suprarregional, que sirvan para delimitar secuencias deposicionales. No obstante, y al objeto de evitar en lo posible confusiones terminológicas y no complicar demasiado la nomenclatura, respetaremos por el momento los términos introducidos por De Clerk *et al.* (1975). Describiremos a continuación las características de cada uno de los tres miembros reconocidos por estos autores en el área estudiada por nosotros.

Fig. 2.-Stratigraphic cross-sections of the contact between the Lias and the Dogger in the Maimón area. A: section to the east of the Maimón Grande (same point as the column VII in Fig.1), and elemental sequences observed in the Lower (1) and Intermediate (2) Members of the Gavilan Fm.; details in the text. B: section to the South of the Maimón Grande. *Same legend for Figs. 2,3,4 and 5: J.1, J.2, J.3 and Dg*: depositional sequences of the Lower, Middle and Upper Lias, and Dogger, respectively. **D1, D2 and D3**: Discontinuities of the Lower Lias (intrasinemurian), Middle Lias (carixian), and Lias-Dogger boundary, respectively. 1: Dolostones and, locally towards the top, limestones of the **J.1** depositional sequence. 2: "Lithiotis" limestones (depositional sequence **J.2**). 3: Middle Liassic cherty limestones (depositional sequence **J.3**). 4: Oolitic limestones of the Dogger. 5: Alternating cherty and marly limestones of the Cerro de La Paca (depositional sequence **J.2**). 6: Breccias. 7: Hemipelagites (spiculitic limestones of the Gabar: depositional sequence **J.3**). 8: Rhythmite of marly limestones and marls of the Cerro de La Paca (depositional sequence **J.3**). 9: Crinoidal calcarenites. 10: Neptunian dykes. 11:Hardground. 12: Cross bedding. 13: Cryptalgal laminites. 14: Stromatolites. 15: Mud cracks. 16: Black pebbles. 17: Dasycladacean algae. 18 Benthic foraminifera. 19: Gastropods. 20: *Mytilus*. 21: *Gervilleio-perna*. 22: *Lithioperna*. 23: Undifferentiated lamelibranchs. 24: Ostracods. 25: Crinoids. 26: *Zoophycos*. 27: Belemnites. 28: Filaments.

2.1. Miembro inferior de sedimentos laminados por algas

Este miembro se encuentra generalmente dolomitizado en su totalidad, salvo en los cortes del Maimón Grande (Fig. 2B) y del Gabar (columna V de la Fig. 1) en cuya parte superior se reconocen las facies calizas originales. Reposan sobre los materiales arcilloso-evaporíticos del Keuper mediante un contacto de despegue, que impide reconocer la transición estratigráfica entre las formaciones triásicas y las liásicas. Su espesor sobrepasa los trescientos metros.

En las inmediaciones del vértice Maimón, donde la dolomitización ha progresado menos, se reconocen secuencias elementales de escala métrica (Andreo, 1990; Rey *et al.*, 1990) constituidas, de muro a techo, por las siguientes facies (Fig. 2A, 1):

Facies a.- Calcarenitas-calculutitas peletoidales con algas, foraminíferos bentónicos y algunos gasterópodos (*wackestone-packstone*). Este término no siempre está presente pero, cuando existe (como sucede en la parte occidental del Maimón), aparece sistemáticamente en la base de las secuencias elementales, en bancos de unos 15 cm de espesor. Contiene la siguiente asociación de organismos: *Lituosepta recoarensis* CATI, *Lituosepta compressa* HOTTINGER, *Haurania amiji* HENSON, *Mayncina termieri* HOTTINGER y *Paleodasycladus mediterraneus* PIA. Estas microfacies son típicas del Lías inferior subbético (González-Donoso *et al.*, 1974; Braga *et al.*, 1981) y de otros dominios alpinos (Sartorio y Venturini, 1988).

Facies b.- Sedimentos laminados por algas. Dentro de esta facies se pueden diferenciar dos subtipos: **b.1** de laminitas planares y **b.2** de estromatolitos. Generalmente las laminitas planares evolucionan en la vertical a estromatolitos por ondulación progresiva de las láminas hacia arriba, lo que da lugar a estructuras del tipo LLH (Logan *et al.* 1964), en cuyas partes altas aparecen evidencias de desecación (brechas de cantos planos). Estas estructuras criptalgales se originaron por apilamiento de mallas de cianobacterias y forman, con mucho, el término volumétricamente más representativo de la secuencia elemental. Los estromatolitos constituyen cuerpos sedimentarios de tamaños variables: llegan a tener hasta diez metros de extensión lateral y dos de altura.

Facies c.- Calculutitas con grietas de desecación. Constituyen el término superior de la secuencia elemental y suelen formar bancos de espesor decimétrico, inmediatamente encima de las brechas de cantos planos. Estos lodos micríticos son de colores grisáceos y de aspecto noduloso reforzado por superficies estilolíticas; a veces están bioturbados y suelen mostrar grietas de desecación a techo.

Facies d.- Calizas de cantos negros. Sólo se han observado en contadas ocasiones, siempre a techo de las secuencias elementales, en niveles de hasta quince centímetros de potencia. Se trata de unas calcarenitas o microbrechas con intraclastos negros, algunos de los cuales presentan perforaciones orgánicas.

En conjunto, en el corte del Maimón se observa que hacia la parte alta de este miembro inferior los términos superiores de la secuencia elemental se hacen cada vez más frecuentes (brechas de cantos planos, carbonatos edafizados con grietas de desecación y, en menor medida, calizas de cantos negros). En los restantes afloramientos, donde estos materiales han sido dolomitizados, se pueden reconocer también este tipo de secuencias, sobre todo los términos "b.1" y "b.2", ya que su estructura laminada se preserva bastante bien tras la dolomitización, lo que permite la identificación de la facies. En la vertiente norte de la Sierra de María (Camino del Portachico), la parte alta de este miembro inferior está constituida por unos 80 m de calcarenitas oolíticas y bioclásticas (*grainstone*) con corales, esponjas, serpúlidos y foraminíferos bentónicos (*Vidalina martana* FARINACCI).

Interpretación de las facies.- De acuerdo con lo que se reconoce en plataformas carbonatadas actuales y antiguas (Shinn, 1983; James, 1984), la sucesión de facies que muestra la secuencia elemental más arriba descrita es de somerización. Las facies "a" son típicas de medios submareales poco profundos y protegidos. Las facies "b" son propias de un ambiente perimareal, probablemente una llanura algal submareal muy somera a intermareal en el caso de "b.1", y más próxima a supramareal en el caso de "b.2". Las facies "c" se depositarían en áreas intermareales altas o supramareales que eventualmente quedarían emergidas, lo que favorecería la actuación de procesos edáficos incipientes. Por último, la facies "d" es característica de llanuras supramareales y se debió depositar en áreas palustres o de marisma (*marsh*), mal oxigenadas y con vegetación abundante, que se verían afectadas por procesos de brechificación, en parte por acción de las raíces de plantas terrestres y en parte por efecto de desecación; los cantos negros serían removilizados más adelante por corrientes, que determinarían su acumulación posterior como niveles de calcarenitas y microbrechas (Freytet, 1973; Strasser y Davaud, 1983). Por último, las calcarenitas oolíticas del camino del Portachico se depositaron en medios de alta energía, probablemente barras oolíticas con parches arrecifales esporádicos (Shinn, 1983).

2.2. Miembro de calizas de "Lithiotis".

Constituye una megasecuencia estratocreciente, de potencia variable según los puntos: 250 metros en el Cabezo (SW de la Sierra de María: Columna I de la Fig. 1), entre 100 y 150 metros en el Maimón, Gabar ó Gigante (columnas V, VII y XII de la Fig. 1), e incluso faltan por completo en ciertas áreas (secciones estratigráficas III, VI, VIII, IX, X y XI de la Fig. 1). Está formado por calizas pardas y rosadas, cuya característica más significativa es la presencia generalizada de los bivalvos conocidos como "Lithiotis".

Las facies que constituyen este miembro han sido ya objeto de un reciente estudio monográfico (Rey *et*

al., 1990) al que se remite al lector para evitar repeticiones innecesarias. En dicho trabajo se pone de manifiesto la existencia de dos tipos de secuencias elementales estratocrecientes. La más completa se reconoce en el Maimón (Fig. 2A, 2), y está constituida, de muro a techo, por las siguientes facies: a) Calcarenitas y calcilutitas con algas y foraminíferos bentónicos. b) Facies de gasterópodos. c) Facies de *Mytilus*. d) Facies de *Gerenvilleoperna*. e) Facies de *Lithioperna*. f) Brecha de cantos negros. El segundo tipo es característico del Gabar (cf. Fig. 3 de Rey *et al.*, 1990) y se diferencia del anterior porque no presenta el término formado por las facies de *Lithioperna*. Esporádicamente se pueden reconocer, además, otros tipos de facies: a) montículos de lodo carbonatado (*mud mounds*) con bivalvos ocasionales (Gabar, Sierra María) e incluso biostromas de *Lithioperna* y micrita (Sierra María); b) sedimentos laminados por algas y loferitas (aparecen hacia la parte alta de este segundo miembro en el Puntal del Morral, al N de la Sierra de María); c) facies oscuras fétidas, a veces laminadas (Puntal del Morral); d) calcarenitas oolítico-bioclásticas (S y W de Sierra María, Marrajo) que, eventualmente, pueden presentar intercalados bancos con "Lithiotis".

Interpretación de las facies.- Las calizas de "Lithiotis" se interpretan como depósitos de un banco carbonatado somero, de aguas relativamente tranquilas, que se encontraba separado del mar abierto por barras calcareníticas. Las secuencias elementales, claramente somerizantes, podrían estar relacionadas con un aumento progresivo y periódico de la velocidad de sedimentación, condicionado por factores alocíclicos, posiblemente climáticos (Rey *et al.*, 1990). Los dos tipos de secuencias reconocidos se depositaron en dos áreas de características hidrodinámicas ligeramente diferentes dentro del banco carbonatado: las secuencias tipo Maimón se localizaban en áreas adyacentes a las barras calcareníticas y, por lo tanto, relativamente agitadas, al menos durante los intervalos de tiempo en los que se originaron las facies de *Lithioperna*; las secuencias de tipo Gabar son características de áreas más protegidas y tranquilas del banco carbonatado, en las que no proliferaban las facies de *Lithioperna* por razones ecológicas. Los montículos de lodo (*mud mounds*) se desarrollaron también en lugares protegidos de la plataforma. Las facies de sedimentos laminados por algas y loferitas ponen de manifiesto la existencia local de ambientes de llanura de mareas, donde debían existir áreas encharcadas, de tipo palustre, en las que se depositaron sedimentos oscuros fétidos, ricos en materia orgánica.

2.3. Miembro de calcarenitas con crinoides.

Este miembro superior de la formación está prácticamente ausente en todo el Subbético Interno de este sector. En la sección estratigráfica del Gabar (Fig. 3A) sobre las calizas de "Lithiotis" aparecen unos veinte

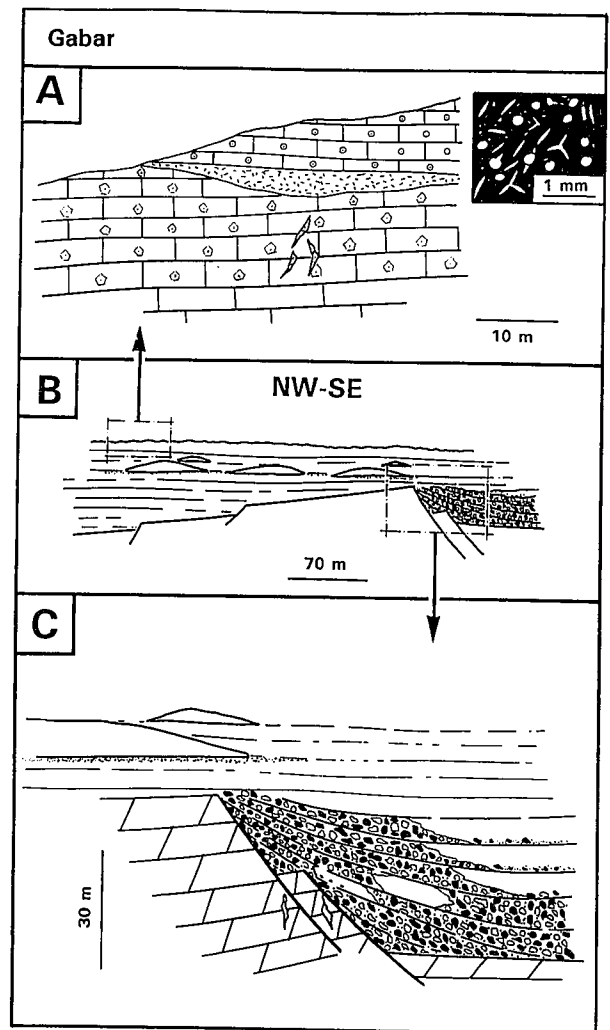


Fig. 3.-Cortes estratigráficos general (B) y de detalle (A y C) en los que se muestran las relaciones geométricas entre las secuencias deposicionales del Lías-Dogger en el Gabar (columna V de la Fig.1). A: Contacto entre las secuencias deposicionales J.2, J.3, y Dg. C: Paleofallas observadas en el contacto entre las secuencias deposicionales J.1 y J.2. Leyenda en la figura 2.

Fig. 3.-General stratigraphic cross section (B) and details (a and C) showing the geometric relations between the Liassic-Dogger depositional sequences in the Gabar (column V in Fig.1). A: Contact between the depositional sequences J.2, J.3 and Dg. C: Paleofaults observed in the contact between the depositional sequences J.1 and J.2. Legend as in Fig. 2.

metros de calcarenitas ricas en crinoides y cortoides muy retrabajados en general (*packstones-grainstones*). Calcarenitas comparables con abundantes crinoides y braquiópodos se reconocen, asimismo, al W del Maimón (Corte IV de la figura 1). Estos niveles podrían correlacionarse con las crinoiditas descritas en el techo del estratotipo de la formación (Van Veen, 1969) y en otros muchos sectores del Subbético (García-Hernández *et al.*, 1976; Seyfried, 1978). Estas facies son propias de ambientes agitados de plataforma abierta o barra de borde de plataforma, y posiblemente se depositaron a profundidades algo mayores que las calizas de "Lithiotis".

3. LAS DISCONTINUIDADES ESTRATIGRÁFICAS Y SECUENCIAS DEPOSICIONALES PROPUESTAS.

El estudio de diferentes secciones levantadas en los materiales del Lías-Dogger del sector de Vélez Rubio permite constatar la existencia de al menos tres discontinuidades estratigráficas de extensión regional. Su reconocimiento es factible gracias a la presencia de superficies de erosión y karstificación, a variaciones litológicas y/o sedimentológicas bruscas en la vertical y a la aparición local de sedimentos relacionados genéticamente con interrupciones en el depósito (*lag deposits*). La importancia de estas discontinuidades es grande dado que su aparición coincide con acontecimientos de particular significado paleogeográfico en la historia liásica del Subbético del sector oriental de la Cordillera Bética. La datación precisa de las discontinuidades plantea problemas: en efecto, por una parte la significación biostratigráfica de los organismos (foraminíferos bentónicos, algas, gasterópodos y bivalvos, fundamentalmente) reconocibles en los depósitos de plataforma carbonatada del Lías de esta región es relativamente limitada; por otra, en ella no se han reconocido materiales pelágicos con ammonites, tan abundantes en otros sectores del Subbético. No obstante, la correlación lito y biostratigráfica (efectuada a partir de los datos obtenidos en esta región) con series subbéticas más occidentales y septentrionales, en las que la ubicación cronoestratigráfica de los principales hitos de la evolución paleogeográfica del Subbético durante el Jurásico está bien controlada mediante ammonites, permite proponer que cada una de las tres discontinuidades mencionadas se situaron, respectivamente, al final del Lías inferior (Sinemuriense), en el Lías medio (Carixiense superior o límite Carixiense-Domerense) y en el límite Lías-Dogger.

3.1. Discontinuidad Intrasinemuriense.

La discontinuidad del Lías medio (Carixiense) es la que se reconoce más claramente en el Subbético, dado que en relación con ella se produjo la fragmentación generalizada de la plataforma carbonatada del Lías y la entrada de facies pelágicas en la cuenca subbética (García-Hernández *et al.*, 1976, 1980). Sin embargo, en algunas series subbéticas del sector central de la Cordillera, se ha constatado la existencia de un evento previo, que condicionó la individualización paleogeográfica precoz de ciertos sectores (García-Hernández *et al.*, 1986-87). En la transversal de Vélez Rubio dicho evento ha quedado registrado en la superficie de separación entre el miembro inferior de laminitas criptalgales y el miembro medio de calizas de "Lithiotis" de la Formación Gavilán. Aunque no se puede datar con precisión absoluta, debió acontecer hacia el Sinemuriense superior de acuerdo con los datos bioestratigráficos disponibles (Andreo, 1990) y con la posición estratigráfica de la discontinuidad hacia la parte alta de las sucesio-

nes carbonatadas de plataforma del Lías inferior-medio. En el área estudiada esta discontinuidad se detecta en los siguientes puntos:

— En la vertiente norte del Maimón (Fig. 2A) el límite superior del miembro inferior de la Formación Gavilán coincide con una superficie de interrupción sedimentaria, de morfología planar y jalonada por un nivel de acumulación de conchas, sobre la cual se produce la aparición brusca del miembro suprayacente de calizas de "Lithiotis".

— En el Gabar (columna V de la Fig. 1) el contacto entre ambos miembros presenta también particularidades interesantes (Fig. 3B y C). Así, los últimos metros del miembro inferior aparecen fallados y basculados con respecto a los suprayacentes, que los recubren en discordancia angular, y contienen diques neptúnicos con rellenos micríticos azoicos de colores ama-

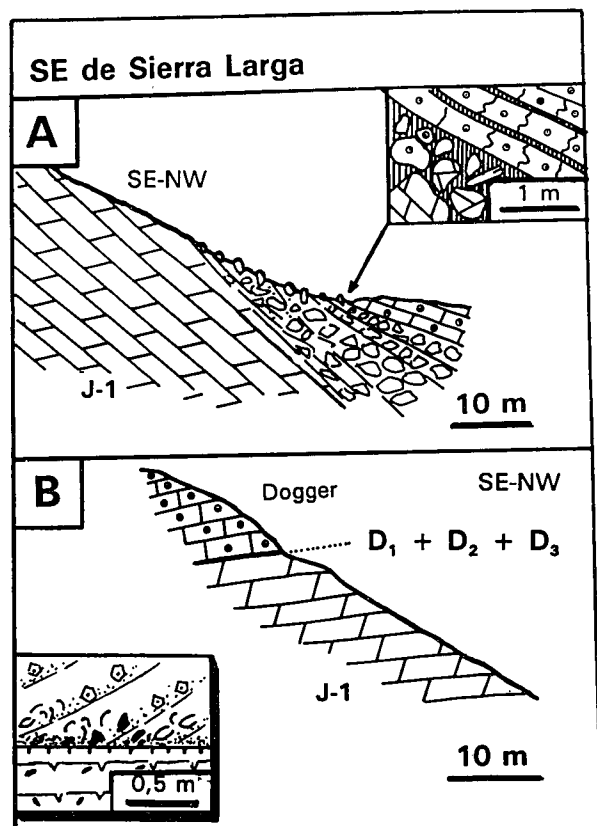


Fig. 4.-Cortes estratigráficos del contacto Lías-Dogger en Sierra Larga (columnas VIII, IX y X de la figura 1). A: Brechas calcáreas situadas entre las dolomías del miembro inferior de la Fm. Gavilán (J.1) y las calizas oolíticas del Dogger (Dg). B: Contacto por la paraconformidad entre las dolomías del Lías inferior (J.1) y las calizas oolíticas del Dogger (Dg). Leyenda en la figura 2.

Fig. 4.-Stratigraphic cross sections of the Liassic-Dogger contact in Sierra Larga (columns VIII, IX and X in fig.1). A: Calcareous breccias situated between the dolostones of the Lower Member of the Gavilan Fm. (J.1) and the oolitic limestones of the Dogger (Dg). B: Paraconformity surface between the Lower Liassic dolostones (J.1) and the oolitic limestones of the Dogger (Dg). Legend as in Fig. 2.

rillentos o rojo ladrillo. Por otra parte, los primeros niveles del miembro suprayacente están constituidos por brechas de cantos negros que contienen, asimismo, clastos de dolomías removilizadas del miembro subyacente, y de calizas micríticas rojas. Estas brechas alcanzan potencias superiores a los treinta metros, pasan lateralmente a facies de "Lithiotis" y presentan un dispositivo claramente solapante expansivo (*onlap*) sobre el miembro inferior.

3.2. Discontinuidad carixiense

La datación precisa de esta discontinuidad es difícil, dado que, en general, en el Subbético Interno de este sector, sobre la Formación Gavilán reposan directamente las calizas oolíticas del Dogger, faltando todo el Lías post-carixiense. Sin embargo, en el corte del Gabar (Fig. 3A), entre las calizas del techo de la Fm. Gavilán y las calizas oolíticas del Dogger aparecen unos metros de calizas micríticas y margocalizas, de colores rojizos, con espículas de esponjas y radiolarios. Aunque no se tienen datos bioestratigráficos que permitan su datación precisa, estos términos podrían correlacionarse, por su facies y posición en la serie, con las margas y margocalizas con sílex del Lías medio y superior que afloran ampliamente en los sectores adyacentes del Subbético Medio y en numerosos puntos del sector central de la Cordillera (García-Hernández *et al.*, 1976). Así, en el Marrajo, elemento próximo al área estudia-

da pero perteneciente al Subbético medio, se han encontrado ammonites del Domeriense sobre las facies de "Lithiotis". Concretamente Turnsek *et al.* (1975) y Seyfried (1978) describen: *Protogrammoceras meneghini* (BONARELLI), *P. celebratum* (FUCINI), *Fuciniceras marianii* (FUCINI), *H. serotinum* BETTONI y *L. avimontanum* GEYER. La discontinuidad del Carixiense se ha podido observar en los siguientes puntos:

— En el Maimón (fig. 2B) el contacto entre el Lías y el Dogger coincide con una superficie planar o ligeramente irregular, sobre la que descansan de forma brusca las calizas oolíticas del Dogger.

— Las facies hemipelágicas del Gabar (Fig. 3A) reposan sobre la Fm. Gavilán mediante un contacto neto y planar, por debajo del cual se reconocen una serie de pequeñas cavidades en el interior de las calizas de "Lithiotis", rellenas con facies ricas en espículas.

— En otros puntos, la Fm. Gavilán termina generalmente en claras superficies de ruptura sedimentaria, de morfología irregular y origen paleokárstico, en relación con las cuales se reconocen diques neptúnicos. En el N de la Sierra de María (N del Puerto del Peral: columna VI de la Figura 1), en el Mojonar (columna III de la Fig. 1) y en Sierra Larga, el miembro de calizas de "Lithiotis" falta por completo, y en las calizas y dolomías del miembro inferior se reconocen diques y bolsadas rellenos de calizas micríticas azoicas de colores amarillos y rojo ladrillo. Estos rellenos son localmente ricos en hematites y goethita, muestran un aspecto laterítico, incluyen niveles de brechas, producto de la fragmentación autoclastica de las rocas encajantes, y probablemente se originaron por procesos de karsificación subaérea. Estos mismos depósitos se reconocen también al S de la Sierra de María (columna IV de la Fig. 1), en el interior de las calizas de "Lithiotis", dentro de las cuales existen diques rellenos por tres tipos de sedimentos, de abajo arriba (Fig.5A): a) Calizas de crinoides y oolíticas; b) Calizas micríticas azoicas de colores amarillos y rojo ladrillo; c) Calizas rojas y amarillentas (*wackestones*) con filamentos peloides, radiolarios, foraminíferos bentónicos y algunos gasterópodos. Este último tipo de relleno es el más frecuentemente detectable y el volumétricamente mejor representado: en diferentes afloramientos (Puerto del Peral, Sierra Larga, Cerro Moto) se reconocen grandes bolsadas y diques neptúnicos oblicuos a la estratificación, de espesor métrico, que llegan a encajar más de cien metros en las dolomías de la Fm. Gavilán, medidos desde el techo.

3.3. Discontinuidad del límite Lías-Dogger

En puntos muy localizados del sector estudiado (Gabar) y áreas próximas (Marrajo) existe registro estratigráfico del Lías superior, representado por hemipelagitas con espículas de esponjas, a las que siguen calizas oolíticas del Dogger. El paso brusco de unas facies a otras obliga a plantearse la existencia de una posible discontinuidad entre estos dos conjuntos de ma-

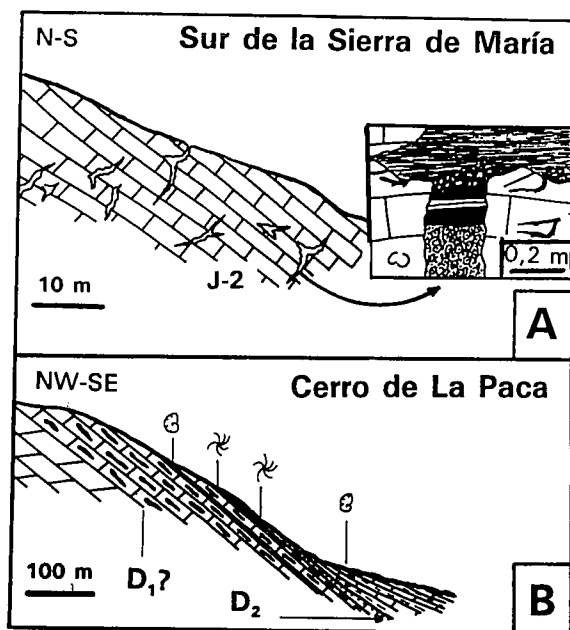


Fig. 5.-Cortes estratigráficos de los materiales del Lías en la Sierra de María (columna III de la figura 1) y en el Cerro de La Paca (corte no incluido en la figura 1). Leyenda igual que en la figura 2.

Fig. 5.-Stratigraphic cross sections of the Liassic-Dogger contact in Sierra de María (column III in the Fig.1) and the Cerro de La Paca (not included in Fig.1). Same legend as in Fig. 2.

teriales. La datación precisa de este paso resulta difícil en el área estudiada pero, en todo caso, debe situarse en torno al límite Lías-Dogger. De hecho, en el Subbético Medio y Externo del sector oriental, la existencia de una discontinuidad estratigráfica de edad Aalenense está bien establecida a partir del estudio de sucesiones pelágicas ricas en ammonites (Seyfried, 1978). Sin embargo, en la mayor parte de la región de Vélez Rubio, las calizas oolíticas del Dogger reposan directamente sobre distintos miembros de la Fm. Gavilán mediante una superficie de clara interrupción sedimentaria. Esta discontinuidad determina que los materiales del Lías superior falten por completo, o bien el que éstos queden reducidos a delgados niveles de brechas con matriz de caliza de filamentos (SW de Sierra Larga: Fig. 4A) o a rellenos de diques neptúnicos (calizas con braquiópodos: Peña Casanova, al SE de Sierra Larga). Puede concluirse, pues, que en el Subbético Interno de la región de Vélez Rubio la discontinuidad del límite Lías-Dogger, detectada en áreas adyacentes, se halla superpuesta a la del Lías medio (Carixiense), lo que determina la falta de los sedimentos del Lías superior en la mayor parte de los puntos.

3.4. Secuencias deposicionales propuestas.

Dado que en el Jurásico inferior de la transversal de Vélez Rubio existen discontinuidades estratigráficas de envergadura regional, es posible subdividir el registro liásico en tres unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades, es decir, en tres Secuencias Depositionales (Mitchum *et al.* 1977) que denominaremos J.1, J.2 y J.3 (Fig. 6). Coincidiendo con cada una de las discontinuidades que las delimitan se producen apreciables variaciones paleogeográficas entre el Subbético Interno oriental y otras regiones subbéticas.

La primera de las secuencias deposicionales (J.1), coincide con el miembro inferior de la Fm. Gavilán y se extiende desde el contacto con el Trías hasta la discontinuidad intrasinemuriense (D.1), que marca claramente su límite superior. Esta secuencia presenta una evolución transgresivo-regresiva, es claramente de somerización en su parte superior (al menos en el corte del Maimón de acuerdo con el análisis de facies anteriormente realizado), y terminó con una emersión (Sierra de María, ¿Gabar?). La discontinuidad intrasinemuriense coincidió, por lo tanto, con un descenso eustático que se detecta en muchos dominios alpinos perimediterráneos (Vera, 1988; García-Hernández *et al.*, 1989) e incluso a nivel mundial (Haq *et al.*, 1987, 1988). Los niveles inferiores de este miembro, en transición con las facies Keuper infrayacentes, podrían representar el cortejo transgresivo (*Transgressive System Tract*) de esta secuencia deposicional, mientras que el volumen principal de la formación podría constituir un cortejo de alto nivel (*Highstand S.T.*). Por último, la parte superior del miembro, que muestra una evolución regresiva en el corte del Maimón, podría considerarse la parte terminal del cortejo de alto nivel, o bien como un cortejo de borde de plataforma (*Shelf Margin S.T.*). Este

último cortejo se habría originado a consecuencia de la somerización de la plataforma y la progradación de las áreas menos profundas de la misma durante las últimas fases del alto nivel o las primeras fases de caída del nivel del mar que, más tarde, culminaría con el desarrollo de la discontinuidad intrasinemuriense.

La secuencia deposicional J.2 coincide con el miembro medio de la Formación Gavilán. Esta secuencia es, en general, estratocreciente y somerizante y está constituida a su vez por secuencias elementales de escala métrica con la misma polaridad. Sin embargo, la presencia local del miembro superior de calizas de crinoides, constituido por facies de plataforma abierta, pone de manifiesto la existencia de una rápida transgresión en muchos puntos. Esta transgresión aconteció justo antes de la caída del nivel del mar, acompañada en muchos puntos de karstificación, que se detecta durante el desarrollo de la discontinuidad carixiense, que define el techo de esta secuencia deposicional. Esta última discontinuidad coincide con un evento tectónico ampliamente detectado en las cordilleras alpinas mediterráneas (Bernoulli y Jenkyns, 1974), el cual a su vez coincide con un descenso eustático que se detecta a escala mundial (Haq *et al.*, 1987, 1988; Hallam, 1978, 1988). Así pues, los niveles basales del miembro de calizas de 'Lithiotis' podrían interpretarse como un cortejo transgresivo, mientras que su volumen principal se podría considerar como un cortejo de borde de plataforma (*Shelf Margin S.T.*) o bien transgresivo pero en el que la velocidad de sedimentación igualaría, o incluso superaría, a la del ascenso eustático originado tras la discontinuidad intrasinemuriense, de ahí la evolución megasecuencial somerizante que muestran las calizas de "Lithiotis". Este cortejo sería finalmente reemplazado por otro de alto nivel durante el cual se depositarían las calizas de crinoides del miembro superior. El techo de esta secuencia viene determinado por la importante discontinuidad carixiense, probablemente de tipo 1 (Haq *et al.*, 1987, 1988), que se habría originado a consecuencia de una rápida caída del nivel del mar durante esta edad.

La secuencia deposicional J.3 está comprendida entre las discontinuidades del carixiense y del límite Lías-Dogger, las cuales, en la mayor parte de los cortes, se encuentran superpuestas. Por ello, como ya se ha indicado, los materiales de esta secuencia están prácticamente ausentes en el Subbético Interno de la región de Vélez Rubio, aunque sí están representados en los sectores adyacentes del Subbético Medio (Marrajo, La Paca, Don Gonzalo) y en otras áreas del Subbético. Por lo tanto, los únicos materiales pertenecientes a esta secuencia deposicional, en el área estudiada, se corresponden con: los rellenos rojos de diques neptúnicos de probable origen continental asociados al contacto entre las formaciones del Lías y del Dogger; las hemipelagitas del Gabar; y, por último, con los niveles de brechas con matriz de calizas de filamentos y rellenos de bolsadas y diques neptúnicos con crinoides y braquiópodos de Sierra Larga y otras localidades. Aunque no es posible conocer la evolución detallada de esta secuencia deposicional, la presencia de facies de influencia pe-

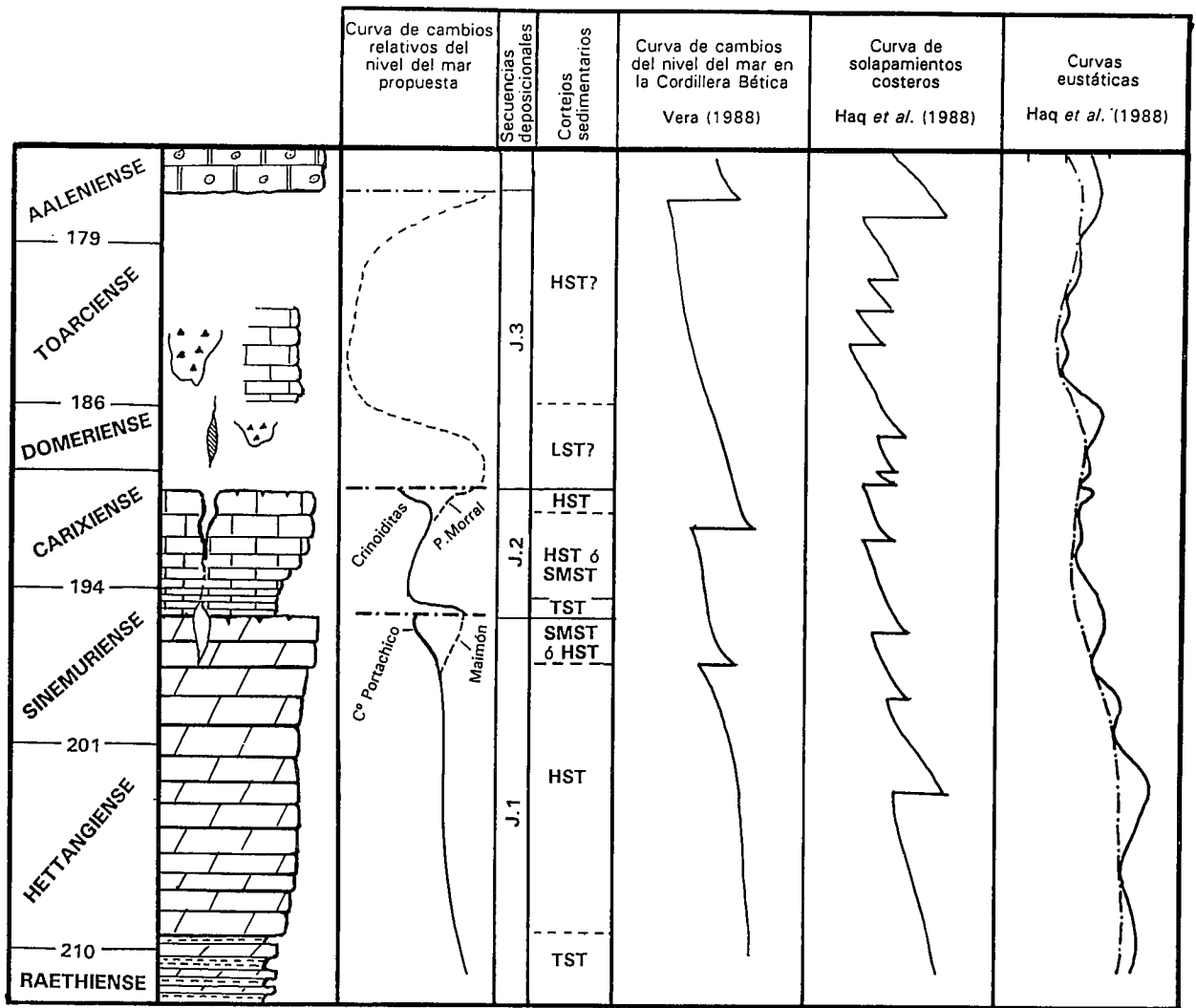


Fig. 6.-Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios identificados en el Lías del Subbético Interno Oriental.
 Fig. 6.-Depositional sequences and system tracts identified in the liassic record of the eastern Internal Subbetic.

lógica en su interior y el hecho de que se encuentre recubierta por calizas oolíticas ponen de manifiesto que su depósito se inició tras una gran transgresión y terminó con una importante regresión.

4. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

La evolución paleogeográfica del Subbético de la transversal de Vélez Rubio durante el Jurásico ha de comprenderse dentro del contexto del Paleomargen Sudibérico, en el que se depositaron los materiales de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (García-Hernández *et al.*, 1986-87, 1989), y puede subdividirse al menos en tres etapas mayores. Cada etapa se corresponde con una de las tres secuencias deposicionales definidas en este trabajo y durante cada una de ellas se desarrolló una paleogeografía relativamente diferente de la de las otras. Los cambios paleogeográficos y las discontinuidades entre las secuencias deposicionales estuvieron determinados por eventos de significación paleogeográfica particular, de naturaleza tectónica y eustática.

4.1. El Lías inferior.

Al inicio del Jurásico una importante transgresión afectó al borde meridional de la Placa Ibérica y determinó la implantación de una amplísima plataforma carbonatada somera sobre los depósitos continentales y costeros terrígeno-evaporíticos, del Triás. El control eustático (la transgresión del Lías basal) parece haber sido el factor determinante de la aparición de los sistemas carbonatados que constituyen el miembro inferior de la Fm. Gavilán. Estos sistemas se configuraron como una enorme plataforma pericontinental, de más de 600 km de largo en dirección NE-SW y del orden de 250 km de anchura, que bordeaba por el SE al continente de la Meseta Ibérica, y que estaba limitada por el S por las Placas Africana y Mesomediterránea (Durand-Delga y Fontboté, 1980; Martín-Algarra, 1987). Resulta difícil hacer una reconstrucción detallada de la paleogeografía de esta plataforma a la escala de toda la Cordillera Bética, dada su enorme extensión y la relativa escasez de los datos estratigráficos y de facies disponibles. No obstante, se puede saber que a ella pertenecieron los afloramientos estudiados en este trabajo,

incluidos en el Subbético Interno oriental, y que éstos ocupaban un sector de esta gran plataforma en el que predominaron ambientes sedimentarios muy someros, frecuentemente perimareales, cuyos depósitos eran parcial y esporádicamente expuestos a la intemperie, y en los que alcanzaron un gran desarrollo los crecimientos estromatolíticos. Se ha podido constatar -a juzgar por la presencia de facies de borde de plataforma al N de la Sierra de María (Camino del Portachico)- que, al menos hacia el final del desarrollo de esta primera secuencia deposicional, el sector de la plataforma estudiado en este trabajo se abría hacia el Norte. No obstante, no se han reconocido, hasta el momento, sedimentos propios de zonas más abiertas.

La gran potencia que alcanza el miembro inferior de la Fm. Gavilán pone de manifiesto la existencia de una notable subsidencia, que era compensada por una rápida sedimentación. Por otra parte, la gran uniformidad de las facies en la vertical y la moderada variación de la potencia del miembro inferior de la Fm. Gavilán en diferentes puntos, revelan que ni las condiciones sedimentarias ni la subsidencia sufrían cambios notables en el espacio, no sólo a la escala del área estudiada, sino incluso a la escala de todo el paleomargen. Sin duda la subsidencia debió estar en última instancia controlada por la tectónica extensiva triásico-liásica que, más tarde, culminaría con la apertura de los fondos oceánicos del Atlántico y del Tethys. Pero dicha tectónica debió afectar al margen en su totalidad, sin apenas concentrarse en zonas localizadas en el espacio, de ahí la gran uniformidad de las facies y potencias en la mayor parte de las regiones subbéticas durante esta edad.

4.2. El Lías medio.

A partir del final del Sinemuriense, tuvo lugar un cambio apreciable en las condiciones hasta entonces existentes. En primer lugar se originó una discontinuidad estratigráfica bastante generalizada y, seguidamente, se produjo una primera y manifiesta diversificación de las facies. Así, mientras que en el área estudiada la sedimentación de plataforma carbonatada se reanudó tras una rápida transgresión con el depósito de las calizas de "Lithiotis", las regiones situadas al N de ella se configuraron, a partir del Sinemuriense superior, como un protosurco en el que se depositaron facies hemipelágicas del tipo calizas con sílex, ricas en espículas de esponjas y radiolarios. Este rápido cambio en la paleogeografía local y en las características sedimentarias de la plataforma liásica coincide con otros fenómenos que se reconocen en amplios sectores del Subbético (García-Hernández *et al.* 1996-87), del Prebético (Acosta y García-Hernández, 1989) e incluso de otros dominios alpinos (Bernoulli y Jenkyns, 1974), y sólo se puede comprender de forma adecuada a la luz de la Tectónica de Placas: es la primera manifestación paleogeográfica importante de la fracturación (*rifting*) que, durante el Triás y el Jurásico inferior, afectó al borde me-

ridional de la Placa Ibérica a consecuencia de la extensión cortical asociada a la separación entre las Placas Norteamericana, Ibérica y Africana, y que más tarde determinaría la apertura del Atlántico Central entre ellas. Como pruebas de esta actividad tectónica liásica en el área estudiada, además de la propia existencia de la discontinuidad intrasinemuriense, se pueden destacar los siguientes hechos: la discordancia entre las secuencias J.1 y J.2 reconocida en el Gabar y probablemente causada por un basculamiento a favor de fallas; las variaciones laterales en el espesor de las calizas de "Lithiotis" y de las facies presentes dentro de ellas, que se pueden interpretar como debidas a cambios laterales en la subsidencia entre áreas próximas, que estarían separadas entre sí por alineaciones de fracturas sin-sedimentarias; la mayor diversidad de las facies durante el Sinemuriense superior-Carixiense, posiblemente determinada por los rápidos cambios laterales en la subsidencia antes aludidos; y, por último, la propia distribución de las facies (Fig. 6).

En definitiva, a partir del Sinemuriense superior, la paleogeografía postliásica de las Zonas Externas béticas en el sector de Vélez Rubio quedó prefigurada con la aparición de un protosurco, precursor del Subbético Medio, que separaba dos amplias zonas de plataforma poco profunda: una septentrional, de tipo pericontinental y adosada al antepaís ibérico, que incluía al Prebético y al Subbético Externo; y otra meridional formada por una gran plataforma aislada de tipo banco bahamiano, que incluía al Subbético Interno. La distribución de las facies (Fig. 7) pone de manifiesto que, en el sector estudiado en este trabajo, este banco carbonatado estaba orlado, por el N y por S, por sendos complejos de barras calcareníticas oolítico-bioclásticas con parches de arrecifes de corales. Entre ambos complejos se situaba un área más protegida donde se desarrollaron ampliamente las facies de "Lithiotis" (Rey *et al.*, 1990). Dentro de la zona protegida se pueden distinguir, a su vez, dos ámbitos sedimentarios ligeramente diferentes (Fig. 6): en uno de ellos, que se situaba en zonas adyacentes a las barras calcareníticas de alta energía, se desarrollaron secuencias elementales de tipo Maimón; en el otro, situado más hacia el interior del banco carbonatado y en áreas más tranquilas y protegidas, se desarrollaron las secuencias de tipo Gabar (cf. Rey *et al.*, 1990). Hacia el final de la secuencia deposicional del Lías medio (J.2), en unas zonas se observa una expansión de las facies más someras: desde las áreas situadas hacia el NNW del banco carbonatado los depósitos de llanura de mareas con ambientes de tipo palustre, e incluso de áreas temporalmente emergidas sometidas a edafización y karstificación, progradaron hacia el Sur (sector del Puntal del Morral). En otras zonas, por el contrario, las facies de borde de plataforma y de plataforma abierta, ricas en crinoides, se hacen poco a poco más abundantes. Ambos fenómenos se pueden interpretar adecuadamente en un contexto de franca subida del nivel del mar y de activa sedimentación en las áreas más someras. Por otra parte, al tiempo que en este banco se depositaba el miembro de cali-

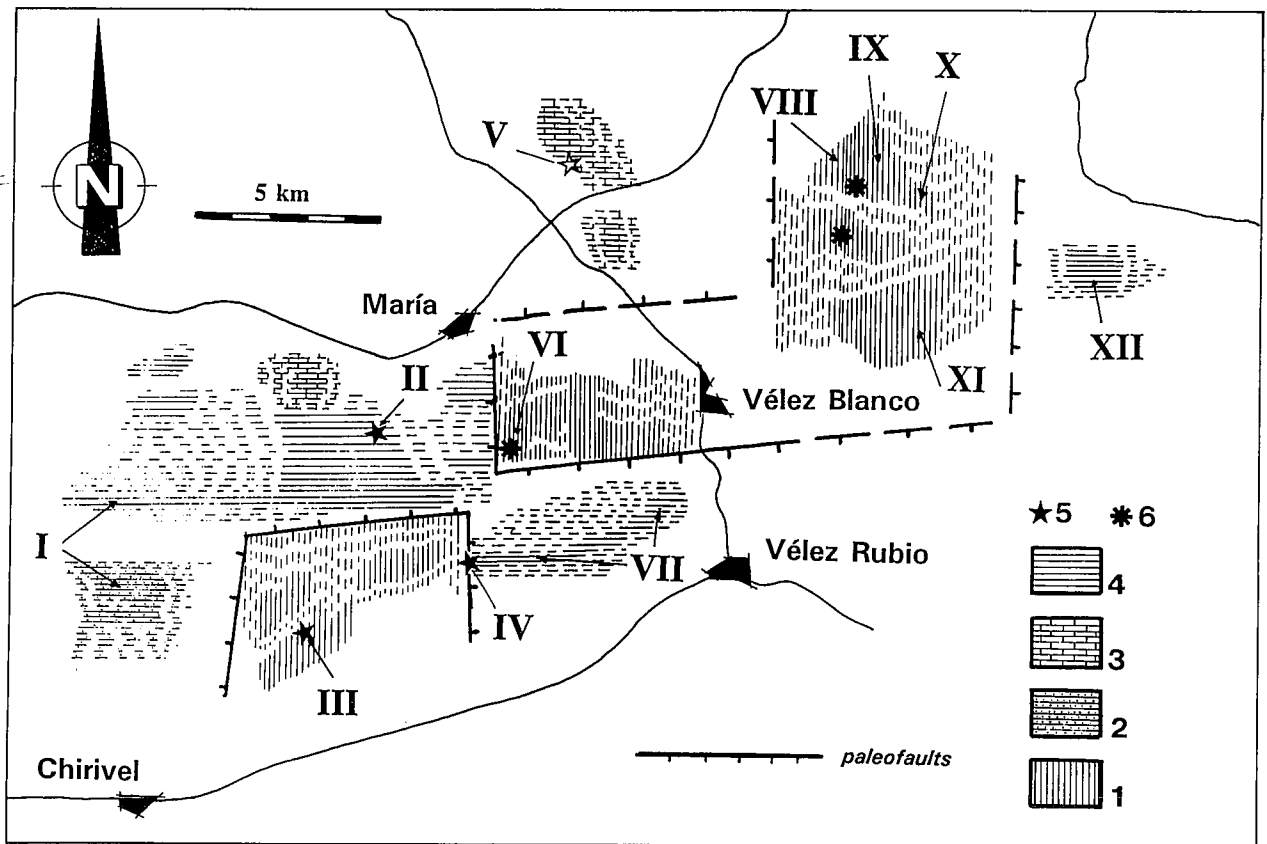


Fig. 7.-Mapa de facies para la secuencia deposicional J.2. *Legenda:* I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX y X: secciones estratigráficas de la figura 1. 1: Areas en las que la secuencia deposicional J.2 no está presente. 2: Facies de calcarenitas oolíticas y bioclásticas (barras y bajos de plataforma). 3: Facies de "Lithiotis" de baja energía (secuencias tipo Gabar) con desarrollo local de *mud-mounds*. 4: Facies de "Lithiotis" de alta energía (secuencias tipo Maimón). 5: Diques con rellenos continentales de color rojo y amarillento. 6: Grandes diques neptúnicos rellenos de sedimentos micríticos rosados o calcareníticos, posiblemente de la base del Dogger.

Fig. 7.-Facies map for the depositional sequence J.2. *Legend:* I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX and X: stratigraphic sections of the Fig.1. 1: Areas where the depositional sequence J.2 is not represented. 2: Oolitic and bioclastic calcarenite facies (bars and shoals of the shelf break). 3: Low energy "Lithiotis" facies (Gabar type sequences), with local development of mud mounds. 4: High energy "Lithiotis" facies (Maimón type sequences). 5: Dykes with red and yellowish continental fillings. 6: Big neptunian dykes filled up with pinkish micritic to calcarenitic sediments, possibly of the base of the Dogger.

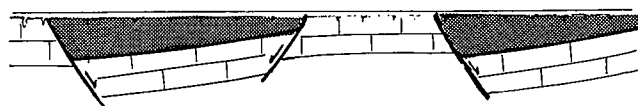
zas de "Lithiotis", las facies calcareníticas del borde del banco cambiaban rápidamente hacia la cuenca adyacente por el norte (Sierra de la Paca, Don Gonzalo, etc., Figs. 1 y 5), a depósitos hemipelágicos. Estas zonas más profundas probablemente se abrían hacia el Este, donde se debían situar las zonas más abiertas del Tethys.

A la vista de lo expuesto en este trabajo conviene destacar el hecho de que la etapa de fracturación intrasinemuriense, en apariencia poco relevante en otros sectores subbéticos, juega un papel muy importante en la evolución tectosedimentaria del margen. La fracturación intrasinemuriense ocasionó, pues, un dispositivo paleogeográfico nuevo, bastante equivalente a los modelos de plataformas o bancos de tipo *rimmed* (Read, 1985). Este modelo (Fig. 8) podría asemejarse a los propuestos para márgenes pasivos bastante evolucionados como es el caso de las plataformas del Cretácico inferior del Prebético (García-Hernández, 1978, 1979) y de las cadenas subalpinas (Masse, 1976), y de modo especial a los modelos aplicados a las facies urgonianas de rudistas, con las cuales las facies de "Lithiotis" mues-

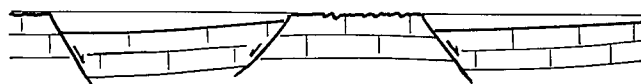
tran semejanzas muy marcadas (Rey *et al.*, 1990). Modelos semejantes han sido propuestos para las plataformas liásicas desarrolladas durante las etapas de *rifting* que afectaron a otros dominios alpinos, como los Alpes occidentales (Lemoine, 1988; Elmi, 1990) o los sectores septentrionales de los Apeninos (Bice y Steward, 1990).

4.3. El Lías superior.

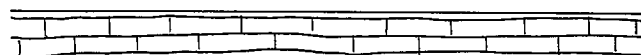
La presencia local del miembro superior de calcarenitas con crinoides sobre las calizas de "Lithiotis" refleja el inicio de una subida del nivel del mar que sería bruscamente truncada por una importante caída posterior durante la cual se originó la más importante de las discontinuidades estratigráficas reconocidas, la del Carixiense. Este fenómeno ha sido ya señalado en las Zonas Externas en relación con momentos anteriores a la fracturación de plataformas o bancos carbonatados durante el Jurásico, y señala el momento más importante de la evolución del *rifting* que afectó al con-



3.- Sedimentación de la secuencia deposicional J-2



2.- Fracturación intrasinemuriense



1.- Sedimentación de la secuencia deposicional J-1

Fig. 8.-Modelo de evolución de la plataforma carbonatada liásica en la transversal de Vélez Rubio.

Fig. 8.-Model of evolution of the liassic carbonate platform in the Vélez Rubio area.

junto del Paleomargen Sudibérico. Este evento, que ha sido ampliamente estudiado pues aparece registrado en muchos puntos de la Cordillera Bética y de otros dominios alpinos (Bernoulli y Jenkyns, 1974) fue debido a una aceleración o reactivación tectónica que determinó un cambio rápido en el modelo de sedimentación carbonatada. En el sector que nos ocupa determinó una

generalizada interrupción sedimentaria, eventualmente acompañada de emersión y karstificación, con posterior desarrollo de diques neptúnicos con rellenos de materiales carbonatados y arcillosos rojos, a veces de origen continental.

Tras esta importante interrupción de la sedimentación, sólo en contadas áreas del Subbético Interno Oriental se reanudó la sedimentación durante el Lías superior, en este caso en condiciones pelágicas o hemipelágicas (Gabar). Sólo en uno de los cortes estudiados (Gabar) hay sedimentos estratificados entre la Fm. Gavilán y los materiales del Dogger. En otros cortes los sedimentos de esta edad aparecen rellenando diques neptúnicos en el seno de las calizas de plataforma del Lías. Es posible que en algunos sectores, o incluso en la mayoría, se hubiesen depositado y posteriormente hubieran sido erosionados, antes del depósito de las facies marinas someras del Dogger. Esta interpretación se puede considerar factible si se tiene en cuenta que, en el Subbético del sector oriental, la discontinuidad asociada a límite Lías-Dogger es muy importante, y ha podido producir incluso emersiones y karstificaciones locales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del proyecto PB-87-0971 de la CICYT y del Grupo de Investigación "Discontinuidades Estratigráficas" de la Junta de Andalucía, organismos a los que se les agradece la ayuda recibida.

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, P. y García-Hernández, M. (1988): Las facies carbonatadas de plataforma del Jurásico inferior y medio en la Sierra de Cazorla (Zona Prebética). *Geogaceta*, 5: 39-41.
- Andreo, B. (1990): *El Subbético Interno de las Sierras de María y del Maimón (Provincia de Almería)*. Tesis de Licenciatura Univ. Granada (inédita). 89 p.
- Baena, J. (1972): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 931 (Zarcilla de Ramos) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Plan Magna*, I.G.M.E., 24 p.
- Baena, J., Torres, T., Geel, T. y Roep, T.B. (1977): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 952 (Vélez-Blanco) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Plan Magna*, I.G.M.E. 42 p.
- Baena, J., Guzmán del Pino, J.L. y Jerez Mir, F. (1979a): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 951 (Orce) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Plan Magna*, I.G.M.E., 28 p.
- Baena, J., Guzmán del Pino, J.L. y Voermans, F. (1979b): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 973 (Chirivel) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Plan Magna*, I.G.M.E., 46 p.
- Bernoulli, D. y Jenkyns, H.C. (1974): Alpine Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic Facies in Relation to the Early Evolution of the Tethys. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (R.H. Dott and R.H. Shaver, Eds.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 19: 129-160.
- Bice, D.M. y Stewart, J.G. (1990): The formation and drowning of isolated carbonate seamounts: tectonic and ecological controls in the northern Apennines. In: *Carbonate platforms: facies, sequences and evolution* (M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg y J.F. Read, Eds.), Inter. Assoc. Sedim., Spec. Publ. 9: 145-168.
- Braga, J.C., García-Gómez, R., Jiménez, A.P. y Rivas, P. (1981): Correlaciones en el Lías de las Cordilleras Béticas. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica (P.I.C.G.)*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2: 161-181.
- De Clerq, S.W.G., Geel, T., Ten Kate, W.G.H.Z. y Kuhry, B. (1975): Progress report on stratigraphic subdivision and correlation in the Subbetic Zone between Caravaca and Vélez-Blanco (SE Spain). Part I: Triassic and Jurassic units. *G.U.A. Pap. Geol. Serv.*, 1: 1-16.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. In: *Géologie des Chaînes Alpines issues de la Tethys*. 26 Congr. Geol. Intern. *Mem. B.R.G.M.*, 15, 67-85.
- Elmi, S. (1990): Stages in the evolution of late Triassic and Jurassic carbonate platforms: the western margin of the Subalpine Basin (Ardèche, France). In: *Carbonate platforms: facies, sequences and evolution* (M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg y J.F. Read, Eds.), Inter. Assoc. Sedim., Spec. Publ. 9: 109-144.

- Fallot, P. (1945): *Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor*. Publ. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., 707 p.
- Freytet, P. (1973): Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France). *Sedim. Geol.*, 10: 25-60.
- García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Rivas, P. y Vera, J.A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Secret. Publ. Univ. Granada, 125-157.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13: 35-52.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution in the External Zones of the Betic Cordillera (Spain). *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- García-Hernández, M., Lupiani, E. y Vera, J.A. (1986-1987): La sedimentación liásica en el sector central del Subbético Medio: registro de la evolución de un rift intracontinental. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 329-337.
- Geel, T. (1973): The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez-Rubio area (Southern Spain). *G.U.A. Pap. Geol. Serv.*, 5: 1-131.
- González-Donoso, J.M., Linares, A. y Rivas, P. (1974): El Lías inferior y medio de Poloria (Serie del Zegrí, Zona Subbética, norte de Granada). *Estudios Geol.*, 30: 639-654.
- Hallam, A. (1978): Eustatic cycles in the Jurassic. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleocol.*, 23, 1-32.
- Hallam, A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In: *Sea Level Changes: An Integrated Approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hasting, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Vagoner, Eds), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ. 42: 261-273.
- Haq, B.U., Handerbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1166.
- Haq, B.U., Handerbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: *Sea Level Changes: An integrated approach* (C.K. Wilgus, B.S. Hasting, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Vagoner, Eds), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ. 42: 71-108.
- James, N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. In: *Facies Models* (Ed. by R.G. Walker), pp. 213-228. *Geoscience Canada*, Reprint Ser. 1 (2nd ed.).
- Lemoine, M. (1988): Des nappes embryonnaires aux block basculés, evolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Geol. France* 4: 787-797.
- Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.* (8)72: 68-83.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas De la Cordillera Bética*. Tesis Univ. Granada. (Publ. Dpto. Estrat. Paleont. Univ. Granada. 1171 p.)
- Masse, J.P. (1976): *Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien)*. *Stratigraphie, Paléontologie. Les paléoenvironnements et leur évolution*. Thèse Univ. Marseille. 445 p.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. y Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic Stratigraphy (C.E. Payton, Ed.)* *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 26: 53-62.
- Read, J.F. (1985): Carbonate Platform Facies Models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 1-21.
- Rey, J., Andreo, B., García-Hernández, M., Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1990): The liassic "Lithiotis" facies North of Vélez-Rubio (Subbetic Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 199-212.
- Sartorio, D. y Venturini, S. (1988): *Southern Tethys Biofacies*. *Agip*. 231p.
- Seyfried, H. (1978): Der Subbeticische Jura von Murcia (Sudost-Spanien). *Geol. Jahrb.*, 29: 3-201.
- Shinn, E.A. (1983): Tidal flat. In: *Carbonate Depositional Environments* (P.A. Scholle, B.G. Bebout y C.M. Moore, eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 33: 171-210.
- Strasser, A. y Davaud, E. (1983): Black pebbles of the Purbekian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclog. geol. Helv.*, 76: 551-580.
- Turnsek, D., Seyfried, H. y Geyer, O.F. (1975): Geologische und palaontologische untersuchungen an einem korallenvorkommen im Subbeticischen unterjura von Murcia (Sud-Spanien). *Aced. Sci. Art. Slov. Razprave Diss XVIII.* 5: 120-151.
- Van Veen, G.W. (1969): *Geological investigations in the region West of Caravaca, South-Eastern Spain*. Tesis Univ. Amsterdam, 143 p.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.

Recibido el 13 de enero de 1991
Aceptado el 2 de abril de 1991